

РОЛЬ ФАЗОВОГО СОСТАВА ОБЛАКОВ В ФОРМИРОВАНИИ ПОТОКОВ КОРОТКОВОЛНОВОЙ И ДЛИННОВОЛНОВОЙ РАДИАЦИИ*

Л.Р. Дмитриева-Араго¹, М.А. Трубина¹, М.А. Толстых^{2,1}

*¹Гидрометеорологический научно-исследовательский центр
Российской Федерации*

*²Институт вычислительной математики РАН
tolstyxh@m.inm.ras.ru*

Введение

Облачность играет важную роль в жизни планеты Земля. Роль облачности в энергетике атмосферы и формировании температуры подстилающей поверхности весьма велика. Радиационный баланс земной поверхности – важнейший компонент теплового баланса земной поверхности, один из основных климатообразующих факторов. Компоненты радиационного баланса, от которых зависит формирование температуры поверхности, зависят от свойств облачности, а также от свойств самой поверхности. При этом наличие облачности является главным фактором, влияющим на величину теплового баланса [1].

При наличии облачности радиация, достигающая земной поверхности, в немалой степени зависит от фазового состава облаков (капельные, смешанные, кристаллические). Дело осложняется тем, что кристаллы, составляющие кристаллические и смешанные облака, имеют разную форму и размеры. Очень показательной в этом плане является обобщенная диаграмма зависимости преимущественной формы ледяных кристаллов от условий их роста

* В статье приводятся результаты последних, не до конца завершенных, исследований Л.Р. Дмитриевой. Публикация посвящена ее памяти.

(температуры и влажности), составленная Магоно и Ли и представленная в известном справочнике под редакцией И.П. Мазина и А.Х. Хргиана [3].

Существует некоторая средняя повторяемость той или иной формы кристаллов в заданном диапазоне температур, но могут быть и существенные отклонения. Например, при температуре, близкой к $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$, встречаются облака, состоящие преимущественно из игольчатых кристаллов, хотя в целом в диапазоне температур от 0 до $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ в большинстве случаев наблюдаются тонкие пластинчатые кристаллы. С понижением температуры чаще встречаются столбики, пульки, пучки столбиков и т. д. [3].

В связи с тем, что в разных частях облака, а следовательно, и в облаке в целом одновременно могут присутствовать кристаллы разных форм, возникают трудности задания их характерных размеров в кристаллических и смешанных облаках. Приведены примеры используемых в работах разных авторов формул для расчета эффективных радиусов кристаллов, их зависимость от температуры и ледности.

Свойства облаков имеют большое практическое значение. Как показывают расчеты, разница в ослаблении радиации капельными облаками, по сравнению с ослаблением кристаллическими облаками, часто настолько велика, что появление кристаллических и смешанных облаков резко меняет тепловой баланс на подстилающей поверхности. При наличии смешанных и кристаллических облаков на подстилающую поверхность приходит значительно больше коротковолновой радиации, чем при наличии капельных облаков той же высоты и толщины слоя облаков. Следует также отметить, что фазовый состав облаков является функцией температуры.

В длинноволновой области спектра облака меньше ослабляют радиационные потоки, чем в коротковолновой. Это объясняется тем, что сама атмосфера является источником излучения и оказывает влияние на температуру поверхности. Напомним, что в отличие от длинноволновой радиации источник коротковолновой радиации находится вне атмосферы.

1. Понятие «эффективного радиуса» и распределение частиц по размерам

Большое значение для расчета потоков излучения в атмосфере имеет задание характерных размеров облачных частиц. Так как, в отличие от капельных облаков, описать размеры отдельных частиц в кристаллических или смешанных облаках часто невозможно, то распространилось понятие «эффективного радиуса» частиц, основанное на равенстве какого-либо из свойств разнообразных по форме частиц и некоторой сферы. Например, равенство площади поверхности кристаллических частиц с площадью поверхности частицы сферической формы известного радиуса. Тогда этот радиус принимается за «эффективный». Есть и другие способы приравнивания характерных размеров частиц к радиусам сферических частиц, но, так или иначе, приходится выбирать какой-либо метод, чтобы рассчитать потоки радиации, производимые с учетом влияния кристаллических облаков.

В качестве примера приведем формулы из работ разных авторов, чтобы показать, как в моделях определяется «эффективный радиус» в зависимости от некоторых параметров, таких как температура или ледность.

В работе [18] предложена следующая формула:

$$r_{эфф} = 163,15 + 6,21T_C + 0,0985T_C^2 + 0,0006T_C^3, \quad (1)$$

где T_C – температура в градусах Цельсия.

В работах [21, 22]:

$$r_{e,ice} = \frac{3\sqrt{3}}{8} (1,2351 + 0,0105T_C) (45,8966IWC^{0,2214} + 0,7957IWC^{0,2335} (T_C + 190)) \quad (2)$$

где IWC – ледность.

Формула (2), где эффективный радиус рассчитывается как функция температуры и ледности, используется в глобальной прогностической модели атмосферы Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды, некоторых зарубежных прогностических центров, а также в модели ПЛАВ, разработанной М.А. Толстых с соавторами [4].

Есть и другие работы, посвященные этому вопросу, например [16, 25].

Очень важным является также распределение частиц облака по размерам. Параметр формы распределения входит в формулы для расчета ослабления радиации. Широко распространено гамма-распределение, которое было введено Л.М. Левиным [2]. Это распределение часто используют как для капельных, так и для кристаллических облаков, хотя оснований к этому немного. Функция имеет вид:

$$f(r) = \frac{1}{\Gamma(\alpha + 1)\beta^{\alpha+1}} r^\alpha \exp\left(-\frac{r}{\beta}\right), \quad (3)$$

где $f(r)$ – вероятность частиц радиусом r ; α – параметр формы; β – масштабный параметр гамма-распределения, который определяется из соотношения $\bar{r} = \beta(\alpha + 1)$; \bar{r} – средний радиус распределения.

Вопрос о переносе излучения в облаках, частицы которых имеют неправильную форму, стоит очень остро, что относится в первую очередь к облакам типа C_i , а также смешанным облакам разных ярусов [25]. Если облака содержат кроме капель кристаллы (смешанные облака), то это не может не влиять на балансы на подстилающей поверхности и, следовательно, на температуру поверхности.

Для использования в моделях должны быть известны или заданы параметры распределения α и β , которые зависят от среднего радиуса частиц. Из экспериментов и литературы известно, что значения параметра формы α меняются в среднем от 2 до 20 мкм и больше в зависимости от масштаба рассматриваемого явления [3, 16]. Значения α во многом зависят от географических условий.

В [7] представлены кривые плотности функции распределения, рассчитанные при фиксированном значении среднего радиуса ($\bar{r} = 7$ мкм) и различных значениях параметра формы ($\alpha = 2, 6, 12$). По этим результатам видно, что с увеличением α увеличивается число частиц меньшего радиуса и уменьшается вероятность появления частиц большего радиуса. Широко используемым значением

параметра формы является $\alpha = 2$. (Подробнее о выборе значения параметра α см. [3, 7].) Поглощение солнечной радиации частицами воды или льда есть основная причина ослабления солнечной радиации, которая, в свою очередь, во многом определяет радиационный баланс на поверхности. Ослабление зависит также от рассеяния, которое, в свою очередь, зависит от радиуса частиц облака. Следует упомянуть, что для кристаллических облаков значение эффективного радиуса значительно превышает среднее значение радиуса капельных частиц, которое меняется примерно в пределах от 0,3 до 10 мкм. Крайние значения встречаются, естественно, реже, как следует из справочника [3], максимальную повторяемость имеют частицы размером 3–5 мкм.

В общем виде формула для радиационных потоков выражается:

$$F(z, \lambda) = \int_{\lambda} Q(\lambda)P(z, \lambda)d\lambda, \quad (4)$$

где $Q(\lambda)$ – спектральная величина коротковолнового или длинноволнового потока излучения от источника; $P(z, \lambda)$ – функция пропускания излучения, которая отражает влияние безоблачной атмосферы и облаков:

$$P(z, \lambda) = P_{атм}P_{обл}, \quad (5)$$

где $P_{атм}$ – функция пропускания для безоблачной атмосферы; $P_{обл}$ – функция пропускания для облаков, зависящая от ослабления излучения в коротковолновой или длинноволновой областях спектра; z – высота уровня; λ – длина волны.

В коротковолновой области источником излучения является Солнце, находящееся вне атмосферы. Излучение, приходящее в определенную точку атмосферы, зависит от зенитного угла. В длинноволновой части источником излучения является сама атмосфера, а также облака. Интенсивность излучения зависит от температуры и рассчитывается по закону Кирхгофа. Газовые составляющие атмосферы являются поглотителями как солнечного, так и длинноволнового излучения. Влияние газовых составляющих атмосферы в данной статье не описывается, так как оно хорошо изу-

чено. В статье оценивается влияние облаков на потоки излучения в обеих частях спектра, в случаях, когда фазовое состояние облака меняется с жидкого на твердое или смешанное. Для таких оценок вводится ледность облака и исследуется влияние эффективных радиусов.

1.1. Ослабление коротковолновой радиации

В.И. Хворостьянов предложил приближенную формулу для расчета ослабления капельными облаками [6]. Ослабление требует сведений о водности конкретного облака, среднего размера радиусов капель, из которых состоит облако, и параметров функции распределения частиц по размерам.

Приближенная формула имеет следующий вид:

$$\sigma_{осл}^V = 2\pi N_0 \bar{r}^2 \left[\frac{\alpha + 2}{\alpha + 1} + \frac{\lambda^2}{8\pi^2 \bar{r}^2} \cdot \frac{(n-1)^2 - k^2}{[(n-1)^2 + k^2]^2} \right], \quad (6)$$

где α – параметр формы гамма-распределения, принятого при выводе формулы; N_0 – концентрация частиц; λ – длина волны; \bar{r} – средний радиус распределения; n и k – действительная и мнимая части коэффициента преломления ($m = n + ik$), зависящие от длины волны [3].

Учитывая связь водности облака с концентрацией частиц при заданной функции распределения, формулу (6) можно преобразовать к такому виду, что ее можно записать через водность и средний радиус:

$$\sigma_{осл} = \frac{3\delta_g}{2\bar{r}\rho_g} \left[\frac{\alpha + 1}{\alpha + 3} + \frac{\lambda^2}{8\pi^2 \bar{r}^2} \cdot \frac{(\alpha + 1)^2}{(\alpha + 2)(\alpha + 3)} \cdot \frac{(n-1)^2 - k^2}{[(n-1)^2 + k^2]^2} \right]. \quad (7)$$

Здесь введены новые обозначения: δ_g – водность; ρ_g – плотность воды. Длина волны входит в формулу непосредственно и через коэффициенты n и k . Задавая характерные величины для водности и среднего радиуса распределения частиц по размерам, рассчитывается коэффициент ослабления.

Формула для ослабления кристаллическими облаками имеет тот же вид, но водность и средний радиус соответственно

заменяются на ледность и «эффективный радиус» ($\delta_l, r_{эфф}$), а вместо плотности воды используется плотность льда (ρ_l).

По формуле (7) были выполнены расчеты коэффициентов ослабления солнечной радиации и построены зависимости этих коэффициентов от длины волны при различных значениях водности (ледности) и разных средних (для капельных облаков) и «эффективных» (в случае кристаллических облаков) радиусах. Для расчетов использовались следующие значения параметров: $\rho_g = 1 \text{ г/см}^3$; $\alpha = 2$; $\delta_g = 0,1, 0,3, 0,5 \text{ г/м}^3$; $\bar{r} = 3, 4, 5, 6 \text{ мкм}$ (для капельных облаков) и $\rho_l = 0,9 \text{ г/см}^3$; $\alpha = 2$; $\delta_l = 0,01, 0,1 \text{ г/м}^3$; $r_{эфф} = 100, 150, 175 \text{ мкм}$ (для кристаллических облаков). Было выявлено, что в капельных облаках при увеличении среднего радиуса частиц в 2 раза (3–6 мм) ослабление значительно уменьшается, более чем в 2 раза. При увеличении водности (с 0,1–0,5 г/м³) ослабление увеличивается (более, чем в 5 раз). Для кристаллических облаков зависимость ослабления от длины волны оказалась очень слабой и практически отсутствует.

Коэффициенты ослабления для кристаллических облаков (при характерных значениях микрофизических параметров: водности, ледности, средних и эффективных радиусов и физических констант – коэффициентов преломления) получились на 2–3 порядка меньше, чем для капельных. Таким образом, кристаллические облака оказывают значительно меньшее влияние на перенос солнечной радиации.

1.2. Ослабление длинноволновой радиации

Ослабление длинноволновой радиации происходит в основном за счет поглощения. Хотя рассеяние тоже имеет место, но величина его, по оценкам К.С. Шифрина, не превосходит 10 %. Для описания поглощения в длинноволновой части спектра существует приближенная формула, предложенная К.С. Шифриным [8], учитывающая эффект рассеяния с помощью введения коэффициента R :

$$\alpha(\lambda) = \frac{3\delta_g}{4\rho_k} \cdot \frac{(1-R)[(1+\Delta\beta)^5 - 1]}{5(1+\Delta\beta)^5}, \quad (8)$$

где $\Delta = \frac{8\pi k}{\lambda}$; δ_g – водность облака; ρ_k – плотность капель воды; k – мнимая часть ($m = n + ik$, также, как и в коротковолновой области спектра); β – параметр функции распределения капель воды по размерам (см. описание формулы (3)).

Для кристаллических облаков в формуле (8) водность и плотность капель воды заменяются на ледность (δ_n) и плотность льда (ρ_n).

Если для капельных облаков параметр β рассчитывается в зависимости от среднего радиуса частиц, то, как уже отмечалось выше, из-за разнообразия форм и размеров кристаллических облаков необходимо характеризовать размеры кристаллов эффективными радиусами.

1.3. Исследование зависимости поглощения длинноволнового излучения в облаке от его фазового состояния

Важным фактором, влияющим на перенос излучения, является совместное присутствие в облаках капель и кристаллов в области отрицательных температур. Температура замерзания в известной степени зависит от радиуса капель. При наличии в среде кристаллов и при недостатке насыщения над водой и насыщении над льдом начинается процесс сублимации водяного пара на кристаллах.

Для определения вероятности кристаллической фазы в смешанном облаке и вероятности смешанной и капельной фазы в зависимости от температуры облака в смешанных облаках используется метод параметризации, предложенный Х. Сандквистом [23], а также работа Рокеля с соавторами [20].

Вероятная доля кристаллов P в облаке рассчитывается по формуле:

$$P = 1 - A \left[1 - \exp(-x^2) \right], \quad (9)$$

где $A = 1,058$ – нормировочная константа; коэффициент $x = (T - 232)/24,04$; T – абсолютная температура в градусах Кельвина. Формула (9) для расчета доли ледяной фазы относится к интервалу температур от 232 до 273 К. При $T > 273$ К $P = 0$,

при $T < 232 \text{ К}$ $P = 1$. С помощью величины P рассчитанная в модели суммарная водность δ разделяется на капельную и кристаллическую по формуле $\delta_l = P\delta$.

Расчет коэффициента поглощения в смешанном облаке, состоящем из капель воды и кристаллов льда, может быть выполнен по формуле:

$$\alpha(\lambda)_{\text{смеси}} = P\alpha(\lambda)_{\text{льда}} + (1 - P) \cdot \alpha(\lambda)_{\text{капель_воды}}, \quad (10)$$

где P – доля ледяной фазы.

Расчеты по формуле (10) показывают, что коэффициент поглощения смеси по величине ближе к коэффициенту поглощения жидкой фазы, и коэффициент поглощения жидкой фазы значительно превышает коэффициент поглощения кристаллической фазы. Кристаллы льда для смешанного облака влияют меньше на поглощение излучения внутри облака, но их учет является очень важным для изучения процесса прохождения излучения через облака разного фазового состава.

2. Сравнение потоков излучения на подстилающей поверхности для капельных и кристаллических облаков

Приведенные выше формулы имеют приближенный характер, поэтому для оценки влияния фазового состава облаков мы применили современные многодиапазонные алгоритмы расчета излучения. В Гидрометцентре России также имеются алгоритмы для расчета длинноволновой и коротковолновой радиации, разработанные под руководством Л.Р. Дмитриевой [5]. В данной работе проведено сравнение потоков, достигших подстилающей поверхности при облаках разного фазового состава и безоблачной атмосферы. Для расчетов была использована одномерная версия модели атмосферы ПЛАВ. В этой модели для расчета коротковолновых потоков солнечного излучения используется свободнораспространяемый алгоритм CLIRAD SW [11], а для расчета длинноволновой радиации – RRTMG LW [17]. В облачных слоях оптическая толщина рассчитывается как функция водности (или ледности) и эффективного размера частиц. Далее приводятся краткие описания используемых алгоритмов.

2.1. Коротковолновая радиация (CLIRAD SW)

Радиационный алгоритм CLIRAD SW был разработан в Goddard Space Flight Center [11] и модифицирован в [24]. Радиационная схема основана на двухпоточковом приближении дельта-Эддингтона и аддитивном методе [15]. В данном алгоритме включено поглощение солнечной радиации водяным паром, молекулами озона, кислорода и углекислого газа, облаками и аэрозолем и явно описано взаимодействие между поглощением и рассеянием молекулами, водяными каплями в облаках и аэрозольными частицами. Выделены восемь спектральных интервалов в ультрафиолетовой и видимой областях и три интервала в ближнем инфракрасном диапазоне, где применяется k -распределение с 1–4 членами распределения. Идея метода k -распределения заключается в группировке узких спектральных интервалов, коэффициент газового поглощения для которых одинаков, с последующим расчетом данного коэффициента для всей группы одновременно [10]. Интегрирование ведется не по длине волны, а по коэффициенту поглощения. Предложенные в [24] модификации алгоритма CLIRAD SW касались уменьшения количества членов распределения и модификации коэффициентов газового поглощения с учетом континуума водяного пара. Они позволили без потери точности уменьшить время расчета в безоблачной атмосфере и увеличить точность расчета притоков солнечного излучения в облачных слоях по сравнению с оригинальной версией CLIRAD SW.

В [9] сравнивалась точность радиационного алгоритма CLIRAD SW по отношению к результатам полинейных расчетов [13]. Данные расчеты отличаются большой точностью за счет большого числа спектральных интервалов и методу Монте-Карло, применяемому при решении уравнения переноса радиации. В безоблачной, безаэрозольной атмосфере погрешность алгоритма CLIRAD SW составляет $1,5 \text{ Вт/м}^2$. В атмосфере с присутствием аэрозоля погрешность несколько увеличивается от -7 до $+5 \text{ Вт/м}^2$, что также, можно считать, соответствует требуемой от радиационных расчетов точности. В этой же работе показано преимущество алгоритма CLIRAD по сравнению с ранее применявшейся в модели ПЛАВ широкополосной параметризации ACRANEV [19].

2.2. Длинноволновая радиация (RRTMG LW)

Для расчета длинноволновых радиационных потоков в модели ПЛАВ используется радиационный алгоритм RRTMG LW. Текущая версия RRTMG LW рассчитывает радиационные потоки для длинноволновой области спектра ($10\text{--}3000\text{ см}^{-1}$). RRTMG с 16 спектральными интервалами представляет собой упрощенную версию алгоритма RRTM, имеющего 256 интервалов. Как и в CLIRAD, применяется k -распределение. В RRTMG эти распределения получаются непосредственно из полинейной модели LBLRTM [12], которая ранее была проверена на наблюдениях. Проверка RRTMG с использованием полинейной модели LBLRTM выполнялась для различных широтных зон. Результаты показали точность суммарного потока в пределах 2 Вт/м^2 в безоблачном случае на любой высоте.

Ошибка скорости выхолаживания варьируется между $0,07\text{ К/сут}$ в тропосфере и нижней стратосфере и $0,75\text{ К/сут}$ в верхней стратосфере и выше. Данный алгоритм используется как в оперативном прогнозе погоды (в Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды, американских Национальных центрах прогнозов окружающей среды, Немецкой метеослужбе), так и в моделировании изменений климата (американские Национальный центр атмосферных исследований и Лаборатория геофизической гидродинамики).

И для коротковолновой, и для длинноволновой радиации в зависимости от радиуса капель и эффективного радиуса кристаллов оптическая толщина облаков рассчитывается для каждого спектрального интервала отдельно.

2.3. Численные эксперименты

В ходе тестовых расчетов были получены потоки коротковолновой и длинноволновой радиации при облаках разного фазового состава для лета средних широт. Проведено сравнение ослабления радиации капельными облаками, кристаллическими облаками, а также в безоблачном случае. Используются профили данных для лета средних широт, представленные в [14]. Задавалась однослойная облачность с толщиной слоя 1 км . Для получения капельных

облаков была выбрана высота 1 км и водность 0,03 кг/кг, для получения кристаллических облаков – высота 9 км и ледность 0,001 кг/кг.

На графиках на рисунке представлен радиационный баланс (в том числе на подстилающей поверхности) для трех случаев: безоблачная атмосфера, капельные и кристаллические облака при однослойной облачности.

Из приведенных графиков видно, что ослабление радиации капельными облаками гораздо сильнее, чем кристаллическими. Также видно, что все эффекты значительно сильнее в коротковолновой области спектра и слабее в длинноволновой.

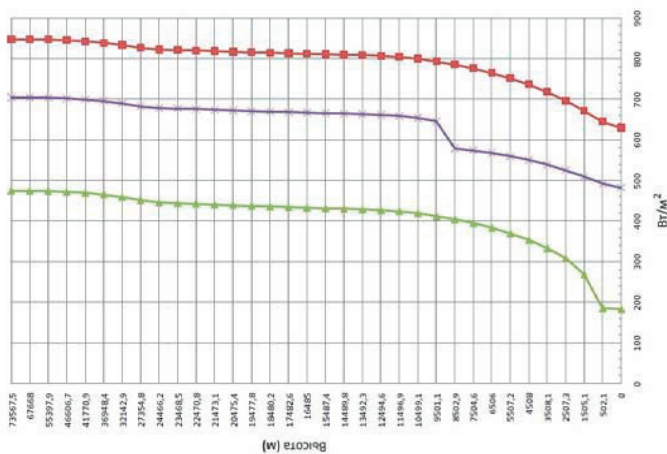
При увеличении водности (ледности) в 2 раза различия в радиационных балансах (особенно на подстилающей поверхности) существенно заметны лишь для кристаллических облаков и составляют порядка -100 Вт/м^2 в коротковолновой области спектра и 5 Вт/м^2 в длинноволновой. Для капельных облаков разница не превышает -5 Вт/м^2 в коротковолновой части спектра, а в длинноволновой части различий практически совсем не наблюдается.

Также проводились расчеты потоков коротковолновой и длинноволновой радиации при облаках разного фазового состава для зимы средних широт и для тропиков, но получить одновременно чисто капельные или чисто кристаллические облака при одинаковых начальных данных не удалось. В связи с этим для зимы средних широт было проведено сравнение результатов расчетов радиационных потоков для смешанных облаков, кристаллических облаков и безоблачного случая. Для тропиков сравнение проводилось для безоблачной атмосферы, капельных и смешанных облаков. Результаты оказались схожи с представленными выше. Так, чем выше доля ледяной фазы в смешанных облаках, тем больше радиации приходит на подстилающую поверхность и, соответственно, картина теплового баланса на поверхности более приближена к безоблачному случаю.

Заключение

Проведенное исследование подтвердило практическую значимость фазового состава облаков для расчета радиационного баланса тепла на поверхности. Очевидно, что полученные результаты зависят от величин задаваемых параметров.

Баланс КВ радиации (лето средних широт)



Баланс ДВ радиации (лето средних широт)

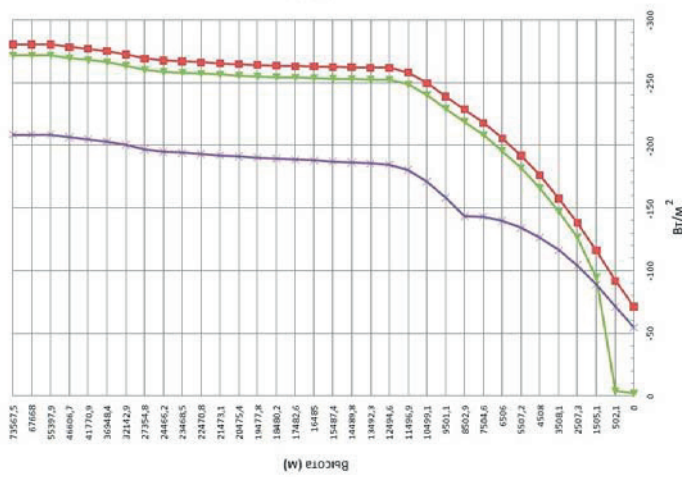


Рис. Радиационный баланс коротковолновой (слева) и длинноволновой (справа) радиации для лета средних широт (4 июля, 45° с. ш., 40° в. д.).

Если информация о водности и ледности достаточно известна по самолетным измерениям, то информации о радиусах значительно меньше, и она менее надежна. Особенно это касается кристаллических облаков, где понятие «радиуса» вообще расплывчато, а понятие «эффективного радиуса» весьма условно и, вероятно, будет совершенствоваться. Важным является построение новых формул для ослабления радиации кристаллическими облаками в обеих частях спектра. Дело в том, что кристаллы имеют особенность, а именно – двоякопреломляющие свойства льда, о чем еще в 1955 г. писал К.С. Шифрин. Кроме того, учет многообразия кристаллов по форме и количеству ставит определенные задачи перед атмосферной оптикой. В данной статье использован подход, который распространен в настоящее время, а именно – учет эффективных радиусов в пределах значений, указанных в статьях различными авторами.

Радиусы капель и эффективные радиусы кристаллических частиц входят в формулы расчета оптических толщин облаков, от которых зависит ослабление радиационных потоков. Основной вывод статьи состоит в том, что ослабление капельными облаками в несколько раз сильнее, чем ослабление кристаллическими облаками. Все зависит от радиуса частиц, их температуры, водности или ледности.

Отметим, что результаты статьи показывают практическую значимость изучаемого вопроса об ослаблении радиации облаками разного фазового состава.

Список использованных источников

1. *Евтеев О.В, Шатунова М.В., Перов В.Л., Дмитриева-Арраго Л.Р.* Влияние вариаций компонент теплового баланса на подстилающей поверхности на температуру поверхности по результатам численных экспериментов с моделью COSMO-RU Гидрометцентра России // Труды Гидрометцентра России. – 2010. – Вып. 344. – С. 130–146.

2. *Левин Л.М.* Исследования по физике грубодисперсных аэрозолей. – М.: Наука, 1961. – 267 с.

3. *Облака и облачная атмосфера: справочник* // Под ред. И.П. Мазина, А.Х. Хргиана. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 646 с.

4. *Толстых М.А.* Глобальная полулагранжева модель численного прогноза погоды. – М.; Обнинск: ОАО ФОП, 2010. – 111 с.

5. *Физика атмосферы и прогноз погоды* / Под ред. Л.Р. Дмитриевой // Труды Гидрометцентра России. – 2010. – Вып. 344. – 288 с.

6. *Хворостьянов В.И.* К расчету коэффициентов рассеяния и поглощения коротковолновой радиации в облаках // Труды УкрНИИ. – 1980. – Вып. 178. – С. 86–91.

7. *Чумаков М.М., Зиновьев И.В., Дмитриева-Арраго Л.Р.* Роль эволюции микрофизических свойств облаков в формировании осадков из облаков слоистых форм // Труды Гидрометцентра России. – 2010. – Вып. 344. – С. 78–98.

8. *Шифрин К.С.* О вычислении радиационных свойств облаков // Труды ГГО им. А.И. Воейкова. – 1955. – Вып. 46 (108). – С. 5–33.

9. *Юрова А.Ю., Толстых М.А.* Анализ погрешностей двух алгоритмов расчета солнечного излучения для моделей общей циркуляции атмосферы // Труды Гидрометцентра России. – 2012. – Вып. 348. – С. 61–69.

10. *Arking A., Grossman K.* The influence of line shape and band structure on temperatures in planetary atmospheres // J. Atmos. Sci. – 1972. – Vol. 29. – P. 937–949.

11. *Chou M.-D., Suarez M.J.* A solar radiation parameterization (CLIRAD-SW) for atmospheric studies // NASA Tech. Memo. 10460. – 1999 – Vol. 15. – NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD. – P. 48.

12. *Clough S.A., Iacono M.J.* Line-by-line calculations of atmospheric fluxes and cooling rates II: Application to carbon dioxide, ozone, methane, nitrous oxide and the halocarbons // J. Geophys. Res. – 1995. – Vol. 100. – P. 16519–16535.

13. *Fomin, B.A. Mazin I.P.* Model for an investigation of radiative transfer in cloudy atmosphere // Atmospheric Research. – 1998. – Vol. 47–48. – P. 127–153.

14. *Kneizys F.X. et al.* The MODTRAN 2/3 Report and LOWTRAN 7 MODEL // MODTRAN Report 01/11/96.

15. *Lacis A., Hansen J.E.* A parameterization for the absorption of solar radiation in the Earth's atmosphere // J. Atmos. Sci. – 1974. – Vol. 31. – P. 118–133.

16. *Mitchell D.L., Lawson R.P., Baker B.* Understanding effective diameter and its application to terrestrial radiation in ice clouds // Atmos. Chem. Phys. – 2011. – N 11. – P. 3417–3429.

17. *Mlawer E.J. et al.* Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 1997. – Vol. 102. – P. 16663–16682.

18. *Ou Szu-Cheng and Liou Kuo-Nan* Ice microphysics and climatic temperature feedback // Atmospheric Research – 1995. – No. 35 – P. 127–138.

19. Ritter B., Geleyn J-F. A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential application in climate simulations // Amer. Meteorol. Soc. – 1992. – P. 303–325.

20. Rockel B., Raschke E., Weyres B. A parameterization of broad band radiative transfer properties of water, ice and mixed clouds // Beitr. Phys. Atm. – 1991. – Vol. 64. – P. 1–12.

21. Sun Z. & Rikus L. Parametrization of effective sizes of cirrus-cloud particles and its verification against observations // Q. J. R. Meteorol. Soc. – 1999. – No. 125. – P. 3037–3055.

22. Sun Z. Reply to comments by G.M.McFarquhar on «Parametrization of effective sizes of cirrus-cloud particles and its verification against observations» // Q. J. R. Meteorol. Soc. – 2001. – No. 127. – P. 267–271.

23. Sundqvist H. Inclusion of ice phase of hydrometeors in cloud parameterization for mesoscale and largescale models // Beitr. Phys. Atmosph. – 1993. – Vol. 66. – No. 1–2. – P. 137–147.

24. Tarasova T., Fomin B. The use of new parameterizations for gaseous absorption in the CLIRAD-SW solar radiation code for models // J. Atm. Ocean. Tech. – 2007. – Vol. 24, No. 6. – P. 1157–1162.

25. Wyser K. The Effective Radius in Ice Clouds // J. Clim. – 1998. – Vol. 11. – P. 1793–1802.

Поступила в редакцию 09.02.2017 г.